

APLICACION DE PRINCIPIOS DE LA FISICA DEL SUELO A LA SIMULACION DE LA CIRCULACION DE AGUA EN ECOSISTEMAS DE BOSQUE Y DE PASTIZAL NATURAL

Tomás M. Schlichter (1) y Susana Perelman (2)

- 1) Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, Turrialba, Costa Rica.
- 2) Departamento de Ecología, Facultad de Agronomía (UBA), Buenos Aires, Argentina.

RESUMEN

Se presenta un modelo matemático que simula la circulación de agua en el continuum suelo-planta-atmósfera para un bosque de hayas de Alemania Federal y un pastizal natural de la depresión del Salado en Argentina. En el trabajo se detalla la construcción matemática y la solución numérica utilizada. A pesar de algunas simplificaciones, el modelo reproduce satisfactoriamente la dinámica del agua en ambas situaciones.

Para simular la circulación de agua en el suelo de bosque se consideró el movimiento en dos dimensiones y coordenadas cilíndricas. En cambio en el pastizal el movimiento se calculó en una dimensión y coordenadas cartesianas. En ambos casos se le agregó a las fórmulas un término de extracción que permite calcular la absorción de agua por parte del sistema radical como función de condiciones atmosféricas, de la vegetación y del suelo.

Palabras clave: simulación, agua, ecosistemas.

APPLICATION OF SOIL PHYSICAL PRINCIPLES TO THE SIMULATION OF WATER CIRCULATION IN FOREST AND GRASSLAND ECOSYSTEMS

ABSTRACT

A mathematical model is presented, which simulates water circulation in the soil-plant-atmosphere continuum for a West German beech wood and a natural grassland of the Salado basin in Argentina. Details are given of the mathematical construction and the numerical solution used. In spite of simplifications, the model simulated satisfactorily the dynamics of waters movement in both situations.

The water flow model for the beech wood was based on two dimensional water flow and cylindrical coordinates, contrasted with the grassland ecosystem which utilised one dimensional water movement and cartesian coordinates. In both cases an extraction term was added which allowed calculation of water uptake by the root system as a function of atmospheric conditions, vegetation and soil characteristics.

Key words: simulation, water, ecosystems.

- 1) Sede de trabajo actual PROSAG, Buenos Aires.

INTRODUCCION

La cuantificación de la circulación de agua en el continuum suelo-planta-atmósfera constituye un objetivo importante toda vez que se quiera comprender la dinámica del recurso hídrico, el cual es muchas veces limitante para la producción de cultivos, pasturas o bosques.

Asimismo, en muchos casos los nutrientes que absorben los vegetales siguen una trayectoria asociada al agua, de igual manera que los que se pierden por lavado.

El conocimiento de la dinámica del agua y los nutrientes es también relevante para aplicar, fertilizantes de una manera más racional, optimizando su aprovechamiento por parte de la vegetación y minimizando la contaminación de napas que en muchos casos van a ser la principal oferta de agua para núcleos urbanos.

La física del suelo ofrece herramientas teóricas muy útiles para cuantificar dichos procesos, aunque solamente han podido ser aplicadas a situaciones de campo a partir de la aparición de grandes computadoras. Esto se debe a la falta de soluciones analíticas de las ecuaciones que describen el movimiento de agua en el suelo.

En el presente trabajo se pretende demostrar desde el punto de vista teórico y empírico las posibilidades de aplicación de las leyes físicas para comprender y cuantificar algunos de los fenómenos antes mencionados. Para ello se presentan detalladamente un modelo y su tratamiento numérico aplicado a un bosque de hayas (*Fagus silvatica*) de Alemania Federal y a una comunidad de pastizal natural de la depresión del Salado en la Provincia de Buenos Aires, con el objetivo de poner a prueba la capacidad del mismo en reproducir el comportamiento hidrológico de dos ecosistemas muy diferentes.

MODELO

La ecuación que describe el movimiento vertical de agua en un suelo no saturado, surge de la combinación de la ley de Darcy y la ley de continuidad (Hillel, 1971):

$$\delta \theta / \delta t = \delta K (\delta H / \delta z) / \delta z \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}) \quad (1)$$

Si se considera que el suelo puede estar cubierto de vegetación cuyas raíces extraen agua se puede definir un término de extracción (S) que depende del tiempo (t), de la profundidad (z) y del estado (ψ)

$$S = S (\psi, z, t) \quad (2)$$

La combinación de las expresiones (1) y (2) constituye una ecuación diferencial parcial de tipo parabólico que solo tiene solución bajo simplificaciones que hacen imposible su aplicación a condiciones de campo.

Para su utilización es necesario aplicar métodos aproximados de integración numérica. Si se considera el movimiento de agua en una dirección, en sentido vertical se puede idealizar al suelo como un paralelepípedo de superficie de entrada unitaria (A) dividido en compartimentos, tal como se representa en la Fig. 1, en la cual se esquematiza también el término de extracción (S), la precipitación (P), la evaporación (E) y la percolación profunda (Perc.). El suelo se divide en dos regiones, aquella explorada por el sistema radical y otra libre de raíces.

El contenido de agua en el compartimiento 2 cuyo potencial agua es H_2 se puede calcular transformando la ecuación diferencial (1) en una ecuación de diferencia. El volumen de agua que fluye del compartimiento 1 (con potencial H_1) al 2 se puede describir como:

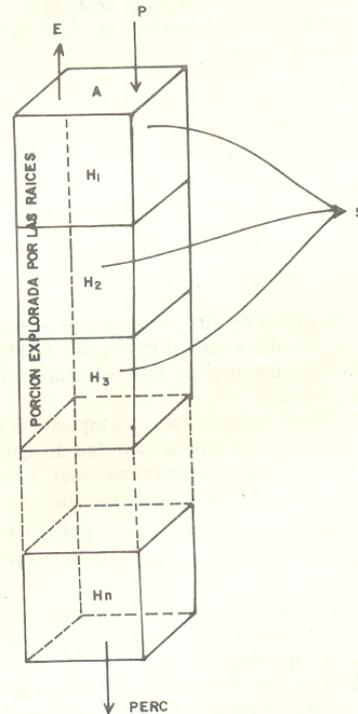


Fig. 1: Esquema idealizado del suelo dividido en compartimentos.

$$Q_{1,2} = (-K (H_2 - H_1) A) / \Delta Z \quad (3) \quad \text{Modelo de Absorción. Término de extracción } S$$

en donde ΔZ es la distancia entre puntos medios de dos compartimientos adyacentes (cm) e igual a la altura de cada compartimiento.

Conociendo $Q_{1,2}$ y $Q_{2,3}$ se puede calcular la variación en el contenido de agua del compartimiento 2:

$$\Delta \theta_2 / \Delta t = \Delta Q_2 / V_2 = (Q_{1,2} - Q_{2,3}) / V_2 \quad (4)$$

en donde V_2 es igual al volumen del compartimiento 2.

Desarrollando (4) considerando $A = 1$ y agregando el "término de extracción":

$$\Delta \theta / \Delta t = (-K (H_2 - H_1) / \Delta z + K (H_3 - H_2) / \Delta z) / \Delta z + S \quad (5)$$

que es la expresión en forma de diferencias finitas de la ecuación diferencial (1).

Una vez conocida la variación en el contenido volumétrico $\Delta \theta / \Delta t$ se puede realizar la integración numéricamente, para conocer la cantidad de agua en el compartimiento.

$$\theta_2, (t + \Delta t) = \theta_2, t + \int_t^{t + \Delta t} \Delta \theta_2 / \Delta t dt \quad (6)$$

El método de integración a usar puede ser relativamente sencillo como el de Euler (rectangular) o más sofisticado como el de Runge-Kutta según sea la precisión deseada.

En cualquier caso hay que especificar las condiciones iniciales, es decir, la cantidad de agua en cada variable de estado (compartimientos). Las condiciones de contorno en el caso analizado son:

compartimientos superior $-K \delta H / \delta z = P$
debajo del compartimiento inferior $H = \text{Constante}$

El método de solución numérica descrito en el presente trabajo es totalmente explícito y existen lenguajes de simulación como el CSMP o CSMP III que se adecúan muy bien al tipo de simulación realizada. Otra forma de encarar el problema es mediante el uso de ecuaciones de diferencias finitas utilizando métodos implícitos-explícitos (Feddes et al., 1976, Horning, 1977).

Una manera de describir el consumo de agua por parte de la vegetación es a través de modelos que simulan la absorción de agua por el sistema radical. Gardner (1960) formuló un modelo de absorción por parte de una raíz, en el cual se asume que ésta es un cilindro de longitud indefinida y de radio uniforme. Dicho modelo conocido como "single root model" se puede expresar como:

$$dr/r = -(2 \pi K/q) d \Psi \quad (7)$$

en donde r es un radio de tamaño arbitrario (cm). Para condiciones saturadas se concluye que:

$$\int_{r_r}^{r_s} dr/r = -2 \pi K_{sat}/q \int_{\Psi_r}^{\Psi_s} d \Psi \quad (8)$$

en donde r_r es el radio de la raíz (cm), r_s el radio del círculo que constituye el área de influencia de la raíz (de la cual absorbe agua) (cm) y Ψ_r y Ψ_s son los potenciales matricos en la superficie de la raíz y en r_s respectivamente (MPa).

Integrando 8:

$$\ln r_s/r_r = -(2 \pi K_{sat}/q) (\Psi_r - \Psi_s)$$

ó:

$$q = -2 \pi K_{sat}/\ln (r_s/r_r) (\Psi_r - \Psi_s) \quad (9)$$

Si se considera el flujo de agua hacia la raíz bajo condiciones no saturadas se debe escribir:

$$q = 2 \pi / \ln (r_s/r_r) \int_{\Psi_r}^{\Psi_s} K d \Psi \quad (10)$$

Si en lugar de buscar una solución analítica a (10) se realiza una aproximación numérica bajo el supuesto de que el gradiente no es logarítmico (ecuaciones 8-10) sino lineal se puede escribir:

$$-K d \Psi / dr \cong K_s (\Psi_r - \Psi_s) / (r_s - r_r) \quad (11)$$

en donde K_s es la conductividad capilar a una distan-

cia de la raíz igual a r_s . La absorción de una raíz queda descrita como:

$$q = -2 \pi r_r K_s (\Psi_r - \Psi_s) / (r_s - r_r)$$

Si se considera que $r_s \gg r_r$ y que 1 cm^3 de suelo contiene L raíces finas de 1 cm de longitud:

$$Q = L q = -2 \pi r_r L K_s (\Psi_r - \Psi_s) / r_s \quad (12)$$

El valor de r_s es la mitad de la distancia entre dos raíces vecinas o sea que r_s es una variable que depende de la densidad radical. Por definición:

$$L \pi r_s^2 = 1$$

o sea:

$$r_s = (L \pi)^{-0,5} \quad (13)$$

Si se combinan (12) y (13) queda:

$$Q = -2 \pi r_r (\pi L)^{1,5} K_s (\Psi_r - \Psi_s) / r_s \quad (14)$$

que es la ecuación que utiliza el presente modelo para calcular S :

$$S = \int Q dz \quad (15)$$

con la condición:

$$S \leq \text{ETP} \quad (16)$$

utilizándose en este trabajo la fórmula de Priestley y Taylor (1972) para el cálculo de ETP (evapotranspiración potencial).

En la ecuación (14) Ψ_r varía en función del espacio y el tiempo. Según Nimah y Hanks (1973) Ψ_r se define como:

$$\Psi_r = \Psi_0 + (1 + B) z$$

siendo B un factor de resistencia al flujo en el interior de las raíces. El rango de valores de Ψ_0 es:

$$\Psi_{0, \text{min}} \leq \Psi_0 \leq 0$$

en donde la expresión $\Psi_{0, \text{min}}$ es el valor mínimo que puede tener Ψ_0 . Nimah y Hanks (1973) asumieron un valor de $B = 0,05$ y $\Psi_{0, \text{min}} = 1,5 \text{ MPa}$.

Como se mencionó en la sección introductoria el

modelo se aplicó a dos situaciones muy diferentes. En el caso del bosque de hayas en Alemania Federal se debió considerar el movimiento de agua en el suelo como bidimensional. Esto fue así dado que, debido a la geometría de la copa, una proporción elevada de la precipitación escurre a lo largo del tronco determinando una distribución desigual de la precipitación en el suelo. Para simular el comportamiento hidrológico del stand bajo esas condiciones se modificó la ecuación (1) adaptándola a coordenadas cilíndricas:

$$\delta \theta / \delta t = - \frac{1}{r} \delta (K_r \delta H / \delta r) / \delta r + \delta (K \delta H / \delta z) / \delta z + S \quad (17)$$

En Schlichter et al. (1981) se presenta extensamente la formulación matemática del modelo para coordenadas cilíndricas, así como las variables medidas y los métodos utilizados. En el caso del pastizal de la depresión del Salado se consideró el movimiento en una dimensión y coordenadas cartesianas. Dado que la cobertura en los pastizales considerados no es del 100 por ciento es necesario considerar la pérdida de agua debido a evaporación. En el caso de un suelo bien provisto de agua se puede considerar que la evaporación potencial (EP) es una función de las condiciones atmosféricas y la cobertura vegetal. Según Ritchie (1972) se puede calcular:

$$EP = \frac{(\Delta/\delta) R_n}{(\Delta/\delta) + 1} e^{-0,398 \text{ IAF}} \quad (18)$$

donde IAF es el índice de área foliar ($\text{cm}^2 \text{ cm}^{-2}$).

En el caso de no estar saturado el suelo el ritmo de evaporación disminuye y está controlado en gran medida por la conductividad capilar del suelo. Besse et al. (1978) trabajando en columna de suelo proveniente de loess construyó la siguiente relación entre la evaporación actual (EA) y la potencial:

$$EA/EP = 0,5767 \text{ Log. } (-\Psi) + 1,78 \quad (19)$$

para $\Psi < -0,02 \text{ MPa}$ y de lo contrario $EA = EP$.

Conociendo el potencial mátrico del suelo y la evaporación potencial el modelo calcula la evaporación actual en base a la fórmula (19).

En el caso del bosque se consideró que la capacidad de infiltración era suficiente para que no ocurriera escurrimiento superficial. Para el pastizal, en cam-

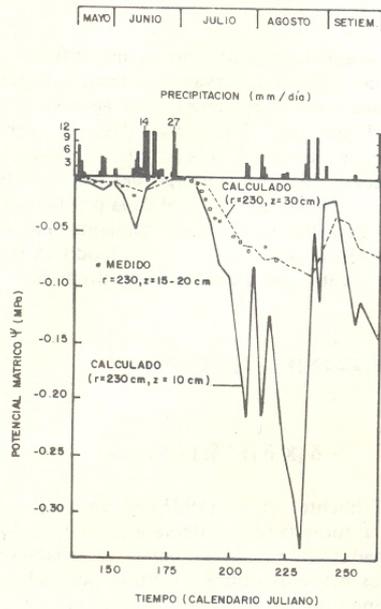


Fig. 2: Comparación entre valores medidos y calculados de potencial mátrico para dos profundidades y una distancia del tronco.

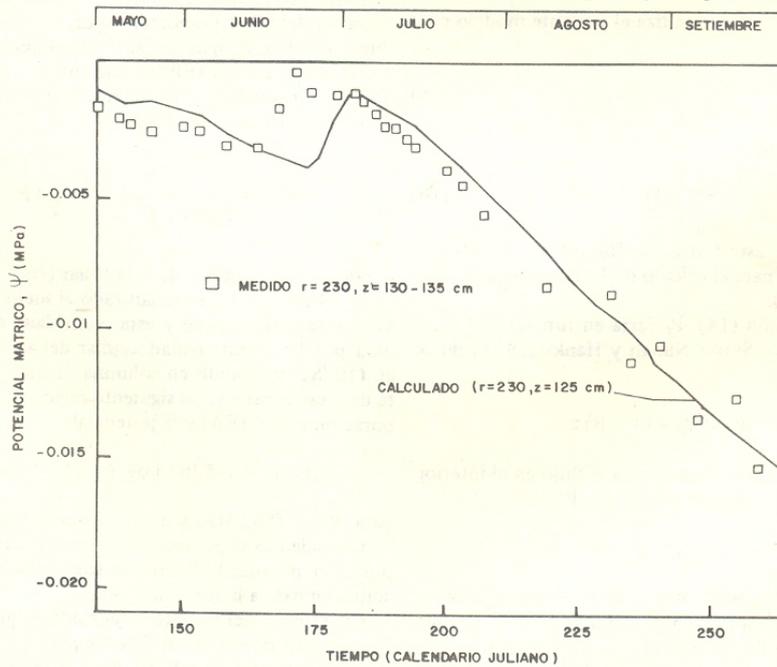


Fig. 3: Comparación entre valores medidos y calculados a una distancia del tronco.

bio, tanto las observaciones como los cálculos del modelo determinarían la necesidad de cuantificar la escorrentía.

Para calcular dicha variable se consideró que toda la precipitación que excedía la capacidad de infiltración escurría, siempre que se superaran los 5 cm de altura sobre la superficie del suelo.

RESULTADOS Y DISCUSION

a) Bosque de hayas: En la Fig. 2 se presenta el resultado de la simulación comparado con las mediciones de potencial mátrico en el suelo para dos profundidades y una distancia del árbol (230 cm). Cabe mencionar que, dado que las mediciones de Ψ se realizaron con tensiómetros, el rango más bajo del potencial agua en la parte superficial del suelo no pudo validarse. No obstante para todas las demás situaciones, el modelo demostró representar bien, al menos cualitativamente, la dinámica del agua en el stand, tal como se representa en la Fig. 3. En la Fig. 4 se puede observar la marcha acumulada de la absorción de agua a varias distancias del árbol. En las inmediaciones del tronco, la absorción de agua es mucho menor, dado el fenómeno de escurrimiento por el tallo que determina que casi siempre haya un potencial de agua más

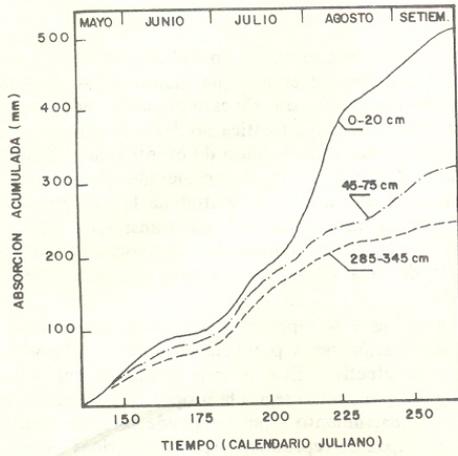


Fig. 4: Absorción acumulada de agua a tres distancias del tronco.

elevado en ese sitio. Si la distribución de raíces es uniforme en sentido lateral, el único factor que determina la absorción de agua es el estado hídrico del suelo a las diferentes distancias consideradas. En la Fig. 5 se representa la absorción promedio de agua para 4 profundidades. Es de destacar que no obstante tener el suelo en la capa de 50-60 cm mas raíces que entre 70-80 cm la absorción fue mayor en este estrato debido a la mayor humedad en la parte más profunda del perfil explorado por las raíces. En Schlichter et-al (1983) se

encuentra un análisis mas detallado de las relaciones entre potencial de agua del suelo, densidad y distribución del sistema radical.

b) *Pastizal natural de la depresión del Salado:* En la Fig. 6 se representa la marcha simulada del potencial de agua para 3 profundidades a lo largo del mes de enero de 1975. Como se puede apreciar, la fluctuación es mas marcada en la parte superficial notándose siempre un rezago en el tiempo a profundidades mayores. Es de hacer destacar que, a pesar de que los valores de Ψ mátrico llegan a ser bastante bajos (en la cercanía de $-1,9$ MPa) no lo son tanto como algunos valores medidos. Ello puede deberse a que el límite impuesto a $\Psi_{0, \min}$ no sea suficientemente bajo y al

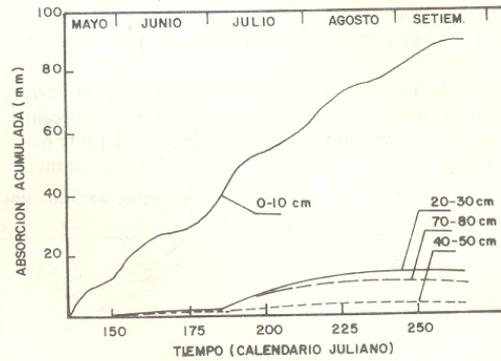


Fig. 5: Absorción acumulada de agua a cuatro profundidades.

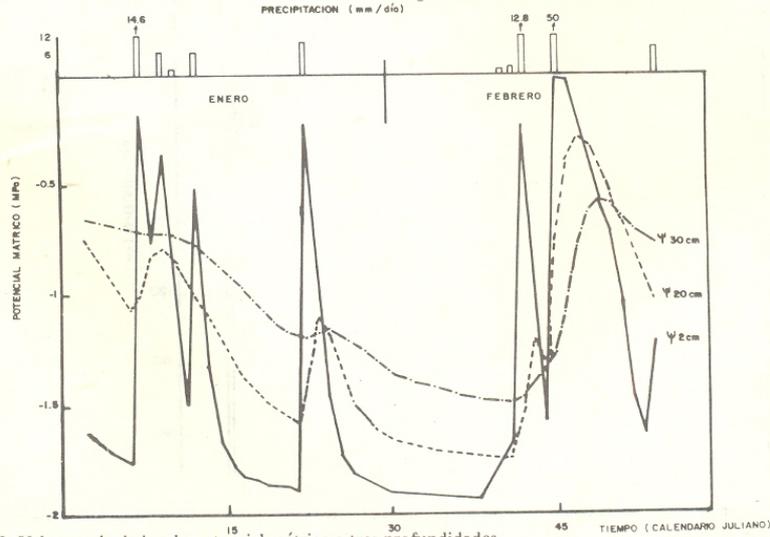


Fig. 6: Valores calculados de potencial mátrico a tres profundidades.

efecto del movimiento en fase vapor durante períodos de elevada temperatura en la capa más superficial del suelo, lo cual no es considerado en el modelo. La importancia en la diferencia entre los valores medidos y los simulados se ve relativizada por baja conductividad capilar a potenciales menores que 0,5 MPa. En estos casos el movimiento de agua hacia la raíz es prácticamente nulo y la diferente habilidad de las especies para sobrevivir a estas situaciones de stress obedecen a características fisiológicas o morfológicas.

En la Fig. 7 se representa el desecamiento que sufre el suelo sometido a una demanda atmosférica elevada (pero normal para el área). Según los cálculos del modelo la superficie del suelo llega al "punto de marchitez permanente" en poco menos de 30 días mientras que por debajo del perfil explorado por las raíces (75 cm) el potencial agua permanece prácticamente constante.

En la Fig. 8 se grafica la precipitación y su partición en los distintos componentes (excepto los cambios en el contenido de agua en el suelo) durante mayo-junio de 1975. Es de destacar la poca importancia

de la percolación profunda en dicho ecosistema, a pesar de las precipitaciones que mantuvieron al suelo cercano a la saturación. De esto se puede deducir que la recarga de la napa freática no depende tanto de las precipitaciones locales como de eventos que suceden a cierta distancia del lugar considerado. Asimismo es interesante destacar la magnitud de la evaporación, que alcanza casi la mitad del agua transpirada. Esto se debe a la condición de humedad mencionada y al bajo índice de área foliar que presenta el pastizal (Sala, 1985).

En la Fig. 9 se representa la relación entre la evapotranspiración real y potencial en función del potencial agua efectivo. Este último se calculó como un promedio ponderado según la proporción de raíces en cada compartimiento. Como se puede apreciar, el modelo es capaz de reproducir aspectos teóricos conocidos en el campo de la Fisiología vegetal y Edafología con bastante precisión. En efecto, las tendencias y aun los valores de la Figura 9 se parecen bastante a los obtenidos experimentalmente por Demmead y Shaw (1962).

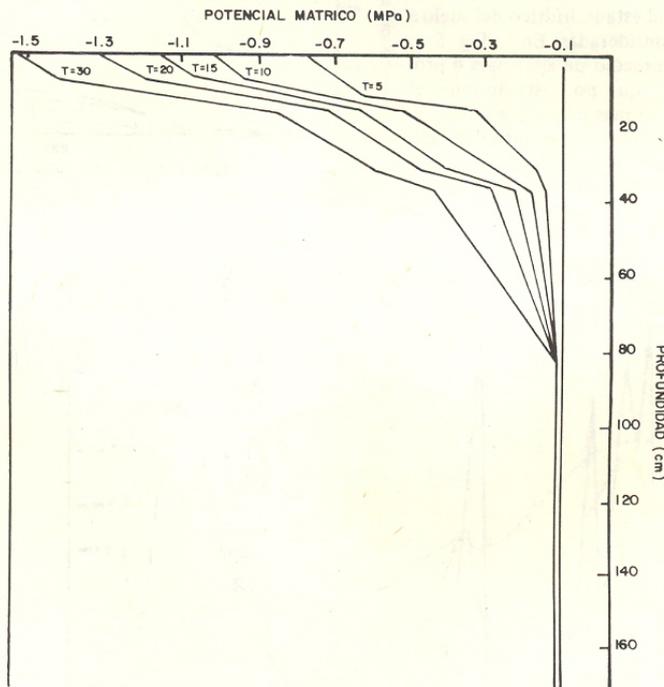


Fig. 7: Desecamiento del suelo como función del tiempo (T) y de la profundidad sometido a una evapotranspiración constante de 7,5 mm.

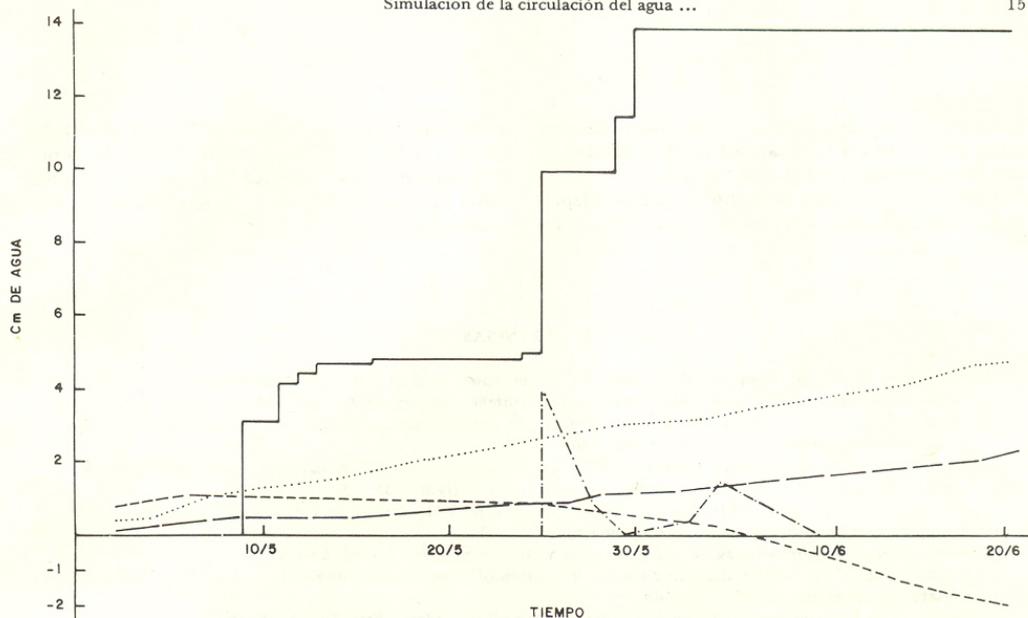


Fig. 8: Precipitación acumulada ———, transpiración acumulada ... evaporación acumulada - - - -, percolación acumulada - . - . - y agua sobre la superficie del suelo - - - - - , durante los meses de mayo y junio de 1975.

CONCLUSIONES

El modelo presentado intenta relacionar matemáticamente los factores que determinan el comportamiento hidrológico de distintos tipos de vegetación. Ha demostrado ser muy versátil dado que considera relaciones causales entre variables bióticas y abióticas basadas en principios teóricos generales.

Para el caso del bosque de hayas reprodujo dicho comportamiento en forma satisfactoria. De la misma manera se puede caracterizar la simulación de la dinámica del agua en un pastizal natural multiespecífico, aunque fue necesario adaptarlo a condiciones diferentes. El modelo no es capaz de calcular potenciales agua tan bajos como los que se presentan en la depresión del Salado durante el verano, por lo cual se requiere realizar investigaciones adicionales sobre la importancia del movimiento de agua en fase vapor hacia la atmósfera y las raíces. Asimismo es necesario incorporar un factor que considere la resistencia variable al movimiento de agua en la planta, la cual es considerada generalmente de mas importancia que la resistencia edáfica, especialmente para condiciones de contenido de agua en el suelo elevado o medio (Newman 1969 a y b).

El modelo permite realizar experimentos numéri-

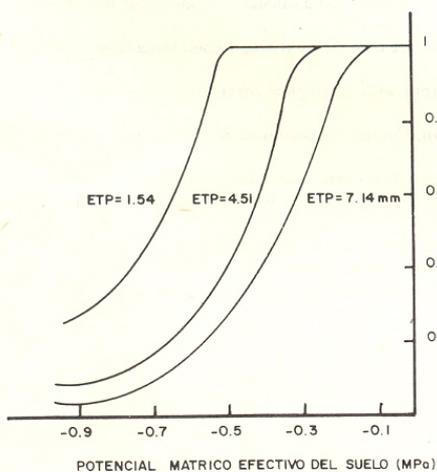


Fig. 9: Evapotranspiración relativa (ETA/ETP) como función del potencial mátrico del suelo y de la demanda atmosférica.

cos como el raleo de un bosque o el aumento del área foliar de un pastizal para calcular posibles efectos de esas prácticas sobre la dinámica del agua.

Asimismo es posible, mediante pequeñas adaptaciones conectar el presente modelo con otros de ab-

sorción de nutrientes (Prenzel, 1979) o productividad (Feddes et al., 1978; Van Keulen, 1975). Ello permitiría utilizar parte de los resultados de la simulación como herramienta para un manejo adecuado de diferentes tipos de vegetación.

REFERENCIAS

- Beese, F., R. R. van der Ploeg und W. Ritcher, 1978. Der Wasserhaushalt einer Löss-Parabraunerde unter Winterweizen und Brache. Computer-modelle und ihre experimentelle verifizierung. Z. Acker-und Pflanzbau 146: 1-19.
- Demmead, O. T. and R. T. Shaw, 1962. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. Agron. J. 45: 385-390.
- Feddes, R. A., R. J. Kowalik, K. Kolinska-Malinka and H. Zaradny, 1976. Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. J. Hydrol. 31: 13-26.
- Feddes, R. A., P. J. Kowalik and H. Zaradny, 1978. Simulation of field water use and crop yield. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. Wageningen, Holanda, 195 p.
- Gardner, W. R., 1960. Dynamic aspects of water availability to plants. Soil Sci. 89: 63-73.
- Hornung, U., 1977. A numerical method for the simulation of unsteady groundwater flow in both saturated and unsaturated soils. Soil Sci. 124: 140-144.
- Hillel, D., 1971. Soil and water: Physical Principles and Processes. Academic Press New York, 288 p.
- IBM, 1972. Continuous System Modelling Program III (CSMP III). Program reference manual. Program number 5734-X59, IBM, Ontario, Canadá.
- Newman, E. I., 1969 a. Resistance to water flow in soil and plant. I. Soil resistance in relation to amounts of root: Theoretical estimates. J. Appl. Ecol. 6: 1-12.
- Newman, E. I., 1969 b. Resistance to water flow in soil and plant. II. A review of experimental evidence on the rhizosphere resistance. J. Appl. Ecol. 6: 261-272.
- Nimah, M. N. and R. J. Hanks, 1973. Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations. I. Description and sensitivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 37: 522-527.
- Prenzel, J., 1979. Mass flow to the root system and mineral uptake of a beech stand calculated from 3-year field data. Plant and soil. 51: 39-49.
- Priestley, C. H. B. and R. J. Taylor, 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Mon. Weather Rev. 100: 81-91.
- Ritchie, J. T., 1972. Model for predicting evaporation from row crops with incomplete cover. Waters Resour. Res. 8: 1204-1213.
- Sala, O., 1985 (en prensa). Structure and function. En: A. Soriano, Natural Grasslands of South America. En R. Coupland (ed.). Natural Terrestrial Ecosystems.
- Schlichter, T. M., R. R. van der Ploeg and P. Benecke, 1981. A lumpedparameter water budget model for a forest stand. En: E. Dubois (editor). Progress in ecological engineering and management by mathematical modelling. CEBEDOC, Bélgica, 865-881.
- Schlichter, T. M., R. R. van der Ploeg and B. Ulrich, 1983. A simulation model of the water uptake of a beech forest: testing variations in root biomass and distribution. Z. Pflanzenernaehr. Bodenk 146: 725-735.
- Van Keulen, H., 1975. Simulation of water use and herbage growth in arid regions. Centre for Agricultural Publishing and Documentation Wageningen, Holanda. 184 p.